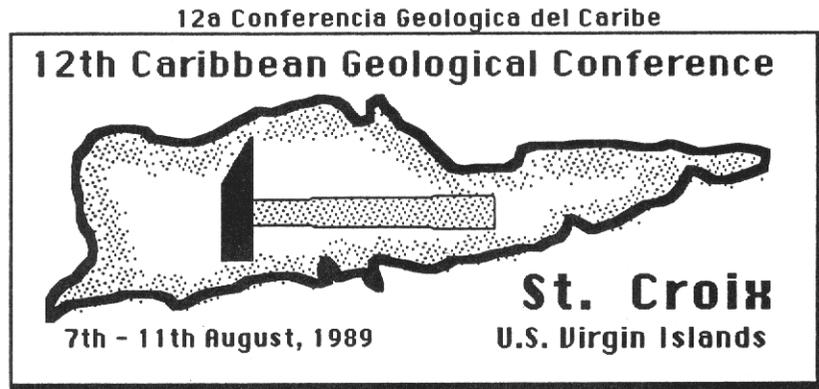


TRANSACTIONS OF THE 12TH CARIBBEAN GEOLOGICAL CONFERENCE

ST. CROIX, U.S. VIRGIN ISLANDS

August 7th - 11th, 1989



12me Conference Geologique de Caraibes

Edited by

David K. Larue

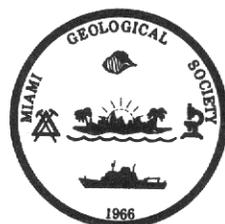
Department of Geology, University of Puerto Rico
Mayagüez, PR 00708, Puerto Rico

and

Grenville Draper

Department of Geology, Florida International University
Miami, FL 33199
U.S.A.

Additional copies of this book may be purchased from



Miami Geological Society
P.O. Box 431552
South Miami, FL 33243, U.S.A.

December 1990

LA CONSTITUCION GEOLOGICA DEL MACIZO ISLA DE LA JUVENTUD Y SU METALOGENIA ENDOGENA VINCULADA AL MAGMATISMO ACIDO.

Manuel E. Pardo-Echarte
Instituto de Geologica y Paleontologia,
Ministerio de Industrias Basicas,
La Habana, CUBA

RESUMEN

Se argumenta la solución teórica del problema acerca del vínculo entre a estructura dómica regional más joven, superpuesta al cuadro de mutipleamiento y metamorfismo de la secuencias del macizo, y el desarrollo del magmatismo ácido y su metalogenia asociado en la región. Com resultado, se establece que, probablemente, a consecuencia del proceso de formación y evolución estructural del domo, tuvo lugar el emplazamiento de pequeños plutones graníticos (50-100 km²), localizados en la intersección del sistema radial de grietas del domo con el sistema anular de fracturas profundas que lo delimita, a través del cual, presumiblemente, penetraron los fundidos anatócticos. A partir de sus apófisis subvolcánicos diferenciados, tuvo lugar, al parecer, la telescopización de las intrusiones fisurales y de la mineralización, fundamentalmente, dentro del sistema radial de grietas. Basado en un mecanismo de herencia metalogénica, se supone que los plutones graníticos formados condujeron a concentraciones minerales, sólo donde éstos sobreyacían a zonas mineralizadas preexistentes y; que la regionalización geoquímica del territorio reproduce la zonalidad geoquímica (y metalogénica) del basamento reelaborado.

ABSTRACT

A solution of the problem of the relation between of younger regional doming with regional granitic magmatism and associated metallogeny of the older polydeformed and metamorphosed rocks of the Isle of Youth (previously Isle of Pines) is presented. Intrusion of small small (50-100 km²) granite plutons took place where radial fractures associated with the dome intersect an annular system which borders the dome. Differentiated apophyses and mineralized veins from the main intrusions were emplaced into the radial fracture system. It seems that granite plutons are associated with ore concentrations only only where they intrude previous ore zones. Moreover,

the the geochemical zoning reflects the geochemical (and metallogenic) zonation in the reworked basement.

(English abstract by Gren Draper)

INTRODUCCION

El estudio de la constitución geológica del macizo Isla de la Juventud y su metalogenia endógena vinculada al magmatismo ácido, se aborda extensamente en un primer trabajo (Pardo, 1986) donde se formula, por primera vez, la hipótesis sobre el vínculo de la mineralización de metales raros y preciosos con el desarrollo de una estructura dómica regional más joven, superpuesta al cuadro de mutipleamiento y metamorfismo de las secuencias del macizo. A juzgar por la regularidad regional de carácter radial en la distribución de las anomalías complejas geoquímico-geofísico-geomorfológicas (Fig. 1) establecida en este trabajo, la mineralización se localiza dentro del sistema de fracturas desarrollado, presumiblemente, durante la evolución del referido domo. El origen de éste, a su vez, se supone relacionado con un proceso profundo de distensión localizada, con el cual pudo tener lugar una desdensificación estructural-material local en la base de la coetza, presumiblemente, como resultado del reajuste isostático de la misma al término de un estado compresivo. En el desarrollo del referido trabajo se argumenta la validez de la hipótesis planteada y, sobre su base, se propone un modelo menífero-estructuro-metalogénico para la región. Por su parte, éste conduce al planteamiento de nuevas interrogantes; entre las que se encuentran:

- el posible patron de fracturas de la estructura cupular en el cual se vincula la mineralización;
- el posible desarrollo del magmatismo ácido en la región y su relación con a estructura dómica;
- el origen de los metales y la regionalización geoquímica del territorio, y;
- la determinación de la favorabilidad geológica para la ocurrencia de la mineralización en le

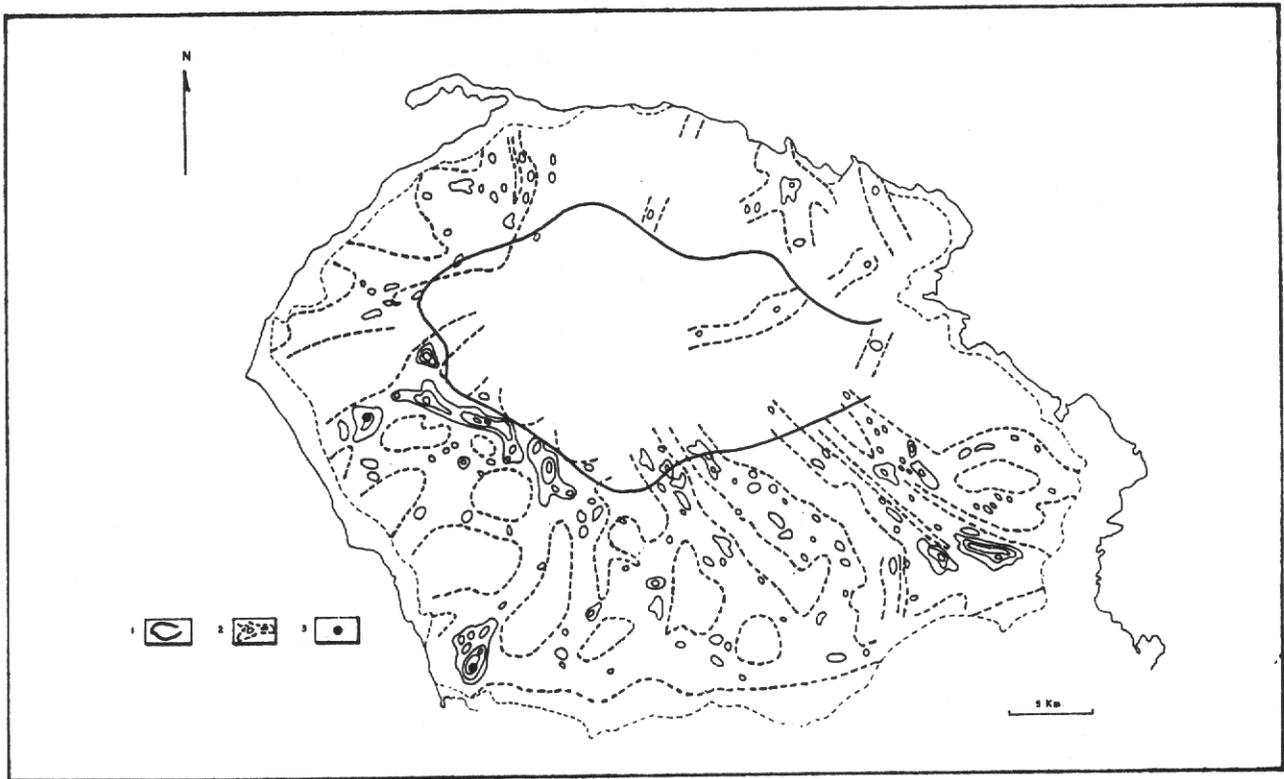


Fig. 1. Distribución de las anomalías complejas geoquímico-geofísico-geomorfológicas y su regularidad en el macizo Isla de la Juventud.
 1. Contorno del mínimo gravimétrico regional (isolínea de 16 mgal); 2. Regularidad en la distribución de las anomalías complejas; 3. Depósito conocido.

macizo, en base al modelo ménifero-estruoturo-metalogénico propuesto.

El presente trabajo se propone, como objetivos principales, incursionar en la solución de los problemas planteados como vía para completar la argumentación de la hipótesis general de trabajo, y valorar preliminarmente la capacidad predictiva del modelo propuesto, con vistas a la ulterior evaluación de los recursos pronósticos en esta región. Comoquiera que en el trabajo se abordan una serie de aspectos teóricos (especulativos), de los cuales, en base al nivel de información disponible, no se tiene confirmación práctica, es también propósito del mismo, estimular la futura investigación y discusión en torno a estos aspectos.

MATERIALES Y METODOS

En la confección del trabajo se utilizaron los materiales siguientes:

-mapa geológico de la Isla de la Juventud, en escala 1:100 000 (Garapko y otros, 1974).

-esquema geológico del macizo Isla de la Juventud, en escala 1:100 000 (Millán, 1979).

-mapa de yacimientos, manifestaciones y puntos de mineralización de la Isla de la Juventud, en escala 1:100 000 (Garapko y otros, 1974)/

-mapa gravimétrico de la Isla de la Juventud, en escala (no condicional) 1:100 000 (Garapko y otros, 1974).

-mapa de relieve residual del macizo Isla de la Juventud, en escala 1:50 000 (Pardo, 1986).

-mapa de anomalías gravimétricas residuales ($R = 3$ km) del macizo Isla de la Juventud, en escala 1:50 000 (variante autor, polígono - Cuba-URSS Pinar III, 1987).

-mapa de anomalías aero-gamma-espectrométricas de la Isla de la Juventud (canal total y de potasio), en escala 1:50 000 (Liubi y otros, - 1984),

-cartas topográficas de la Isla de la Juventud, en escala 1:100 000 (hojas 3581, 3680, 3681, Serie

ICGC E 621, 1968).

-mapa de anomalías geoquímicas complejas exógenas del macizo Isla de la Juventud, en escala 1:250 000 (Riftin y otros, 1988).

El proceso de trabajo consideró las etapas de elaboración, análisis e interpretación siguientes:

-generalización del mapa geológico con el apoyo de los datos aero-gamma-espectrométricos (cana total) para precisar el esquema geológico-estructural de la región.

-levantamiento de la red de drenaje del territorio, determinación del campo de divisorias de aguas y, establecimiento del posible patrón de fracturas del domo con el cual se vincula la mineralización. Análisis de la correspondencia espacial del campo de divisorias de aguas con las ocurrencias minerales y las anomalías del canal de potasio (>1%)

-discriminación de anomalías gravimétricas residuales negativas relacionadas con el relieve de la roca fresca. Análisis de la regularidad en la distribución de las anomalías geoquímicas complejas exógenas y gravimétricas residuales negativas (corregidas) con el propósito de evaluar el posible desarrollo del magmatismo ácido en la región y su tendencia. Análisis de la relación entre el posible desarrollo del magmatismo ácido y la probable evolución estructural del domo.

-Precisión del modelo menífero-estructuro-metalogénico propuesto y, determinación de la favorabilidad geológica para la ocurrencia de la mineralización en el macizo.

PRECISION DEL ESQUEMA GEOLOGO-ESTRUCTURAL DEL MACIZO

Aprovechando las posibilidades que ofrece para la cartografía general del terreno la intensidad de radiación gamma total, particularmente, en condiciones de desarrollo autóctono de las cortezas (y suelos), se realizó, previa generalización espacial del mapa de isoradas, su regionalización en base al nivel del campo. La comparación del esquema resultante con los datos geológicos anteriores (Garapko y otros, 1974 y; Millán, 1979) permitió, mediante una operación de generalización tipológica, su transformación en un esquema interpretativo geólogo-estructural (Fig. 2). En este se reconocen los principales bloques tectónicos, así como las distintas antiformal y sinformas establecidas en los trabajos anteriores de Millán (1981) y Pardo (1986). La falta de una información geológica más

detallada impidió el desmembramiento de las partes media y superior de la Fm. Agua Santa. - Con fines comparativos se señalan en este esquema, además, el contorno del mínimo gravimétrico regional (con el perfil de estudio que atraviesa su región central) y la ubicación de los yacimientos conocido. Relativo a estos aspectos, resulta notorio la coincidencia espacial del mínimo gravimétrico con un importante nudo tectónico en el centro del macizo, y la posición de los yacimientos, próxima al límite entre las capas Victoria y Loma (Fm. Canada) en los flancos de la Antiforma Río Los Indios.

EL POSIBLE PATRON DE FRACTURAS DEL DOMO CON EL CUAL SE VINCULA LA MINERALIZACION

Al enfocar este problema se parte de tres consideraciones básicas: (1) el intenso y prolongado proceso de erosión a que ha estado sometido el macizo, ha determinado el carácter escultural-estructural del relieve actual; (2) la ocurrencia del proceso de mineralización, posterior, al metamorfismo regional (a lo cual acreditan los datos geológicos y radiométricos de Garapko y otros, 1974; Millán, 1975; Ananin y otros, 1976; Buguelsky y otros, 1985) ha favorecido el reconocimiento de los sectores metasomatizados, por formas positivas residuales del relieve actual, localizadas dentro del campo de divisorias de aguas. De esto se infiere, que las zonas de agrietamiento tectónico desarrolladas con la estructura cupular tardía, las cuales, presumiblemente, sirvieron de canales principales para la circulación de las hidrotermas, deban tener, por consiguiente, un claro reflejo en el sistema principal de divisorias de aguas, y; (3) la regularidad regional en la distribución de las anomalías aero-espectrométricas de potasio más intensa (> 1%), refleja, en gran medida, el desarrollo del proceso de metasomatismo en la región. De las consideraciones anteriores se infiere que deba existir una aceptable correlación espacial de las ocurrencias minerales y las anomalías de potasio (> 1%), con el campo de divisorias de aguas.

A partir de la red de drenaje del macizo se obtuvo, por transformación, el campo de divisorias de aguas, representado en la Fig. 3. La operación de transformación consistió en el trazado de los polígonos de influencia para los puntos de la red localizados en la desembocadura de los cursos de aguas. Con fines comparativos se ha señalado en esta figura, además, las ocurrencias minerales y en contorno del mínimo gravimétrico regional. En la misma se destaca la aparente correspondencia espacial de las ocurrencias minerales con el campo de divisorias de aguas, así como la convergencia

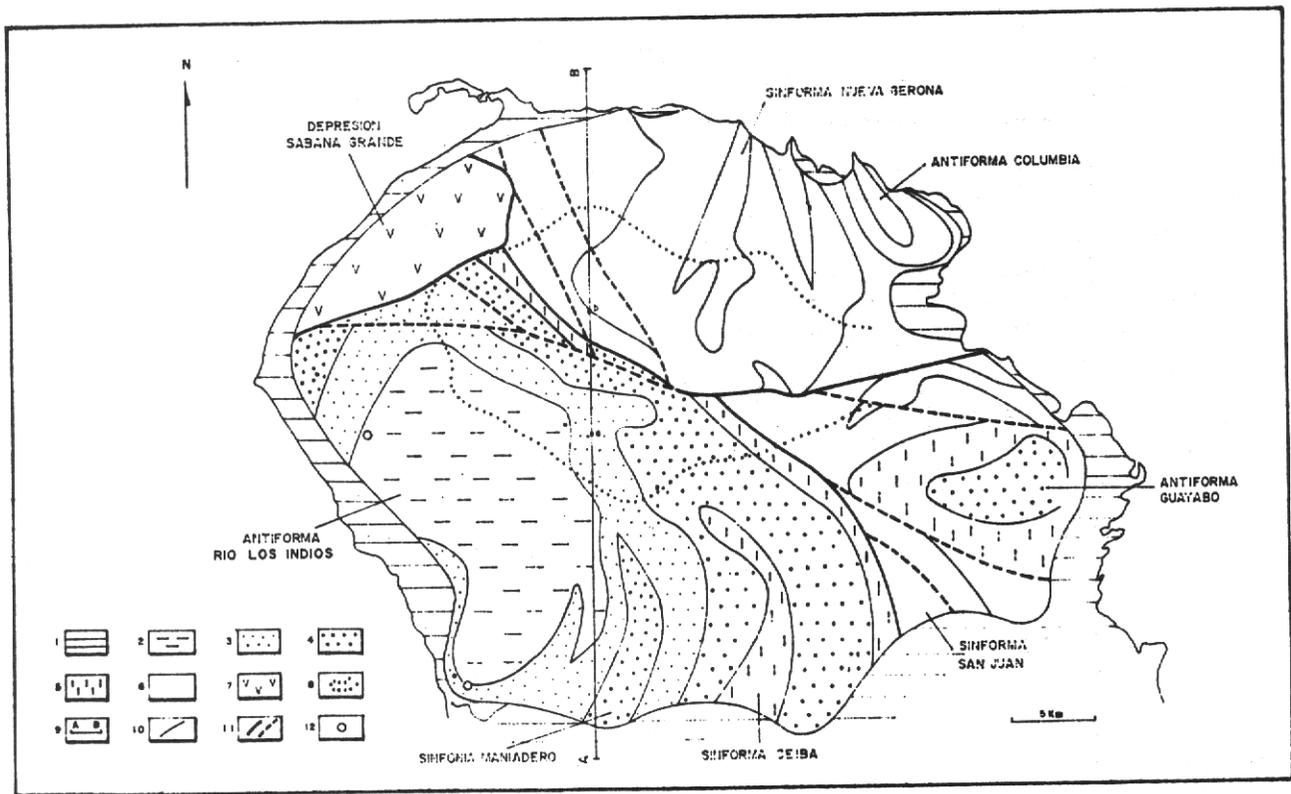


Fig. 2 Esquema geólogo-estructural (interpretativo) del macizo Isla de la Juventud. 1. Depósitos recientes; 2-4. Fm. Cañada: 2) parte inferior, 3) parte media, 4) parte superior; 5-6. Fm. Agua Santa: - 5) parte inferior, 6) parte media y superior; 7. Rocas volcanógen-sedimentarias; 8. Contorno del mínimo gravimétrico regional (isolínea de 16 mgal); 9. Perfil de estudio; 10. Límites litólogo-estructurales; 11. Dislocaciones tectónicas; 12. Depositos conocidos.

de su distribución radial en torno a los límites del mínimo gravimétrico regional.

El sistema axial principal de divisorias de aguas, representado en la Fig. 4, se trazó directamente a partir de las cartas topográficas. También, con fines comparativos, se muestra en esta figura, el mínimo gravimétrico, las principales dislocaciones tectónicas que convergen en su región central y, los yacimientos conocidos. Del análisis de la mismas se destaca la semejanza con el cuadro de la regularidad regional en la distribución de las anomalías complejas geoquímico-geofísico-gemorfológicas (Fig. 1).

La regularidad regional en la distribución de las anomalías de potasio ($\geq 1\%$) (obtenida a partir de la correlación e las anomalías $\geq 0.5\%$) se presenta en la Fig. 5. Como en las figuras anteriores, se han señalado, con fines comparativos, el mínimo gravimétrico y los yacimientos conocidos. Aquí se observa también un cuadro muy parecido al de la Fig. 1., aunque, la convergencia de la regularidad radial se establece en torno a un núcleo anómalo que coincide especialmente con el mudo tectónico del centrl del macizo.

Con el propósito de argumentar el razonamiento expuesto al inicio de este epígrafe, se realizó el análisis de la correspondencia espacial del campo de divisorias de aguas con las

ocurrencias minerales y las anomalías del canal de potasio ($\geq 1\%$). A tal fin, se elaboraron las tablas de contingencia (Tablas 1 y 2) que sirven de base para el cálculo del coeficiente de correlación (r)

La expresión del coeficiente de correlación (r), según Bondarenko y otros (1985), tiene la forma siguiente:

$$r = (AC \cdot BD \cdot AD) / (S1 \cdot S3 \cdot S2 \cdot S4)^{1/2} \quad (1)$$

Evaluando la expresión (1) para los datos de las Tablas 1. y 2., se obtiene que:

$$r_1 = 0,22, \text{ y } r_2 = 0,17$$

Para el establecimiento de la dependencia significativa entre los atributos, se comparó el coeficiente de correlación estimado con el valor permisible para un nivel de significación del 95%.

Según Bondarenko y otros (1985), el valor permisible se determina en base a la expresión:

$$r_p = 3(1 - r^2) / N^{1/2} \quad (2)$$

donde N es el total de celdas elementales en que ha sido subdividida el area de estudio.

Evaluando la expresión (2) para los datos anteriores, se obtiene que:

$$r_{p1} = 0,10 \text{ y } r_{p2} = 0,11,$$

por consiguiente, dado que $r_1 > r_{p1}$ y $r_2 > r_{p2}$, se puede plantear que la correspondencia de la mineralización y de las anomalías de potasio ($\geq 1\%$), con el campo de divisorias de aguas, al parecer, no es casual, sino que está condicionada por causas geológicas.

Como resultado de todo el análisis anterior (Figs. 3, 4 y 5) se puede concluir, a modo de síntesis, que:

- el sistema axial principal de divisorias de aguas (Fig. 4) refleja un cuadro, sino coincidente, muy parecido al posible patrón de fracturas del domo con el cual puede estar vinculada la mineralización;

- el mínimo gravimétrico regional parece estar provocado por una heterogeneidad local de la densidad, de grandes proporciones, localizada en la región nuclear del domo, y;

- esta última, a juzgar por su posición, desplazada algo al sur, con respecto al nudo tectónico del centro del macizo, refleja, al parecer, la asimetría del domo, el cual se supone tenga un buzamiento más abrupto en su flanco septentrional.

EL POSIBLE DESARROLLO DEL MAGMATISMO ACIDO EN LA REGION Y SU RELACION CON LA ESTRUCTURA DOMICA

La hipótesis general del trabajo planteada en la investigación precedente (Pardo, 1986), proponía, para explicar el desarrollo del magmatismo ácido en la region y la mineralización metálica vinculada al mismo, al siguiente modelo: la ocurrencia de la granitización metamorfogénica

Fig. 3. Campo de divisorias de aguas del macizo Isla de la Juventud. 1. Zona divisoria de aguas; 2. Contorno del mínimo gravimétrico regional (isolínea de 16 mgal); 3. Manifestaciones minerales: a) Sn, W, As, Au, Ag, Sb, b) Ni, Cu, Pb, Zn.

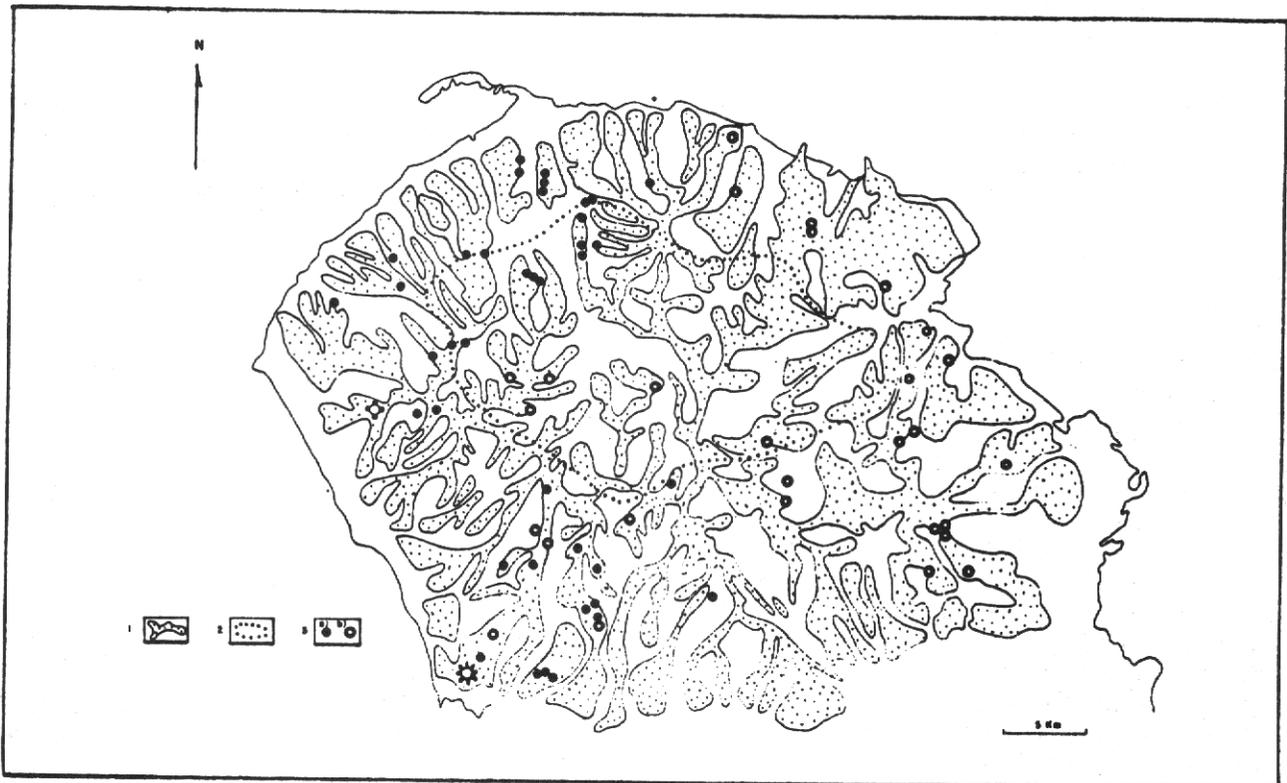


Tabla 1

Atributos	Presencia de divisorias de agua (C)	Ausencia de divisorias de aguas (D)	Total
Presencia de mineralización (A)	48	8	56 (S3)
Ausencia de mineralización (B)	300	396	696 (S4)
Total	348 (S1)	404 (2)	752 (N)

Tabla 2

Atributos	Presencia de dovisorias de aguas (C)	Ausencia de dovisorias de aguas (D)	Total
Presencia de anomalías (A)	64	30	94 (S3)
Ausencia de anomalías (B)	284	374	658 (S4)
Total	348 (S1)	404 (S2)	752 (N)

del basamento cristalino (como expresión de la densificación material local en la base de la corteza), la formación de fundidos anatéticos, su acumulación en cámaras, hibridismo, diferenciación, y posterior penetración en las grietas y fallas, a lo cual se superpuso, finalmente, la inyección de volátiles y soluciones hidrotermales metalíferas. El inicio de este proceso, a juzgar por los datos radiométricos y geológicos (Garapko y otros, 1974; Millán, 1975; Ananin y otros, 1976; Buguelsky y otros, 1985) se proponía, a fines del cretácico, y su desarrollo se extendía, hasta el paleógeno. Por su parte, el modelo menífero propuesto por Pardo (1986) suponía la presencia de rocas subvolcánicas ácidas cercanas a la superficie (<2 km), como representantes de los apófisis diferenciados de pequeñas intrusiones hipoabisales, localizadas en la intersección de grietas y fallas profundas, formadas, presumiblemente, durante el desarrollo de la estructura dómica. Con estos subvolcánicos se relaciona la mineralización hidrotermal zonada de distintos tipos concebida como variedades faciales en función de la profundidad de

formación. Aunque en el referido trabajo no se aborda el problema relativo a la fuente de los metales, se puede suponer implícito al modelo anterior, el mecanismo de herencia metalogénica concebido en la forma de su planteamiento original (Routhier, 1973). Este aspecto será tratado más ampliamente en el siguiente epígrafe.

El modelo descrito trataba de explicar un conjunto de importantes rasgos, característicos para esta región, como son - la asociación de los depósitos minerales con cuerpos subvolcánicos de granito-pórfiro (y no con granitos en sí); - la escala de la mineralización, significativamente pequeña en comparación con otras regiones granito metalíferas productivas, y su carácter disperso; la ausencia de una correspondencia espacial entre la mineralización y el mínimo gravimétrico regional, y la zonalidad vertical escalonada de los distintos tipos de mineralización observada en los depósitos conocidos. El análisis de la regularidad regional en la distribución de las anomalías geoquímicas complejas (exógenas) y gravimétricas residuales negativas, aporta una mayor argumentación al

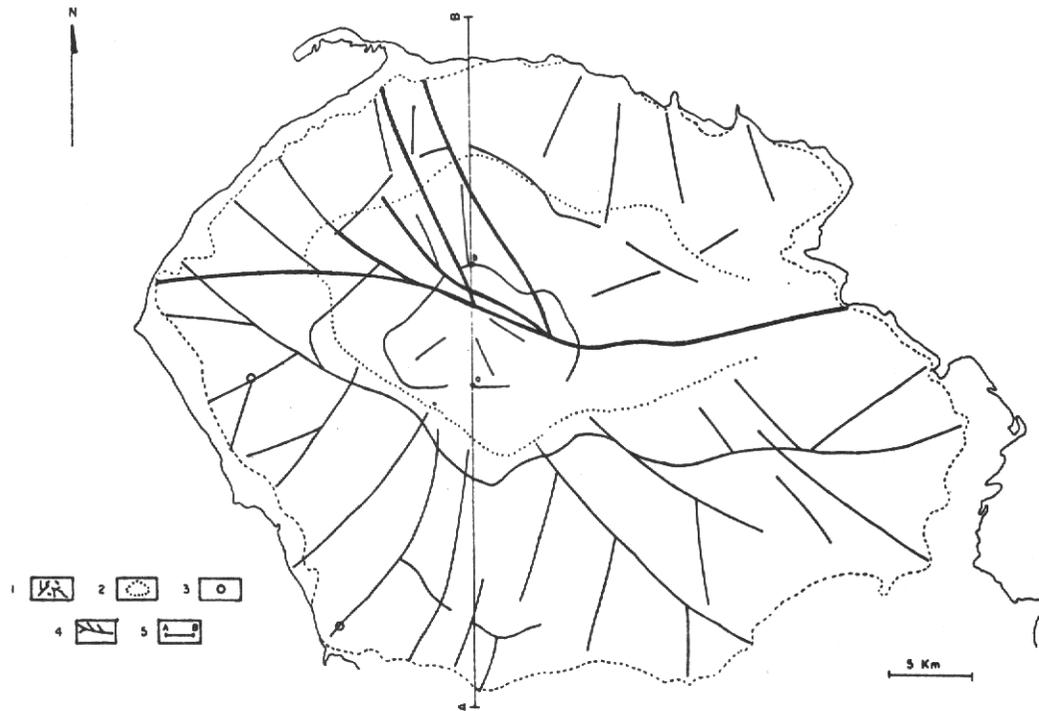
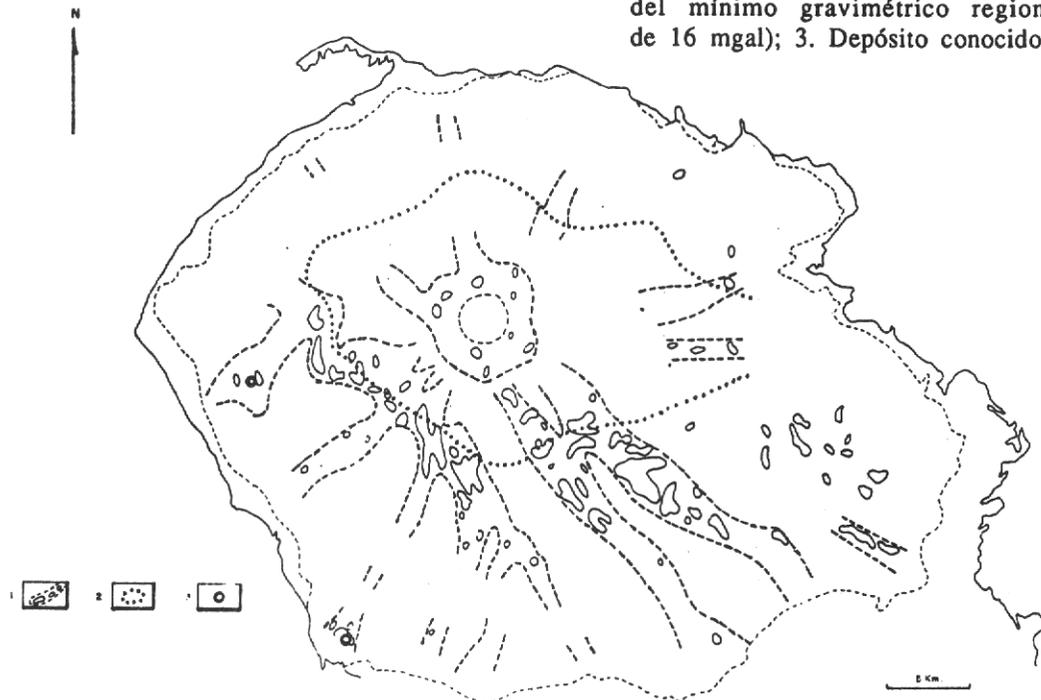


Fig. 4. Sistema axial principal de divisorias de aguas del macizo - Isla de la Juventud. 1. Ejes de las zonas divisorias de aguas; 2. Contorno del mínimo gravimétrico regional (isolfnea de 16 mgal); 3. Depósito conocido; 4. Dislocaciones tectónicas; 5. Perfil de estudio.

Fig. 5. Distribución de las anomalías aerospectrométricas de potasio (>1%) y su regularidad en el macizo Isla de la Juventud. 1. Regularidad en la distribución de las anomalías de potasio (>0, 5%); 2. Contorno del mínimo gravimétrico regional (isolfnea de 16 mgal); 3. Depósito conocido.



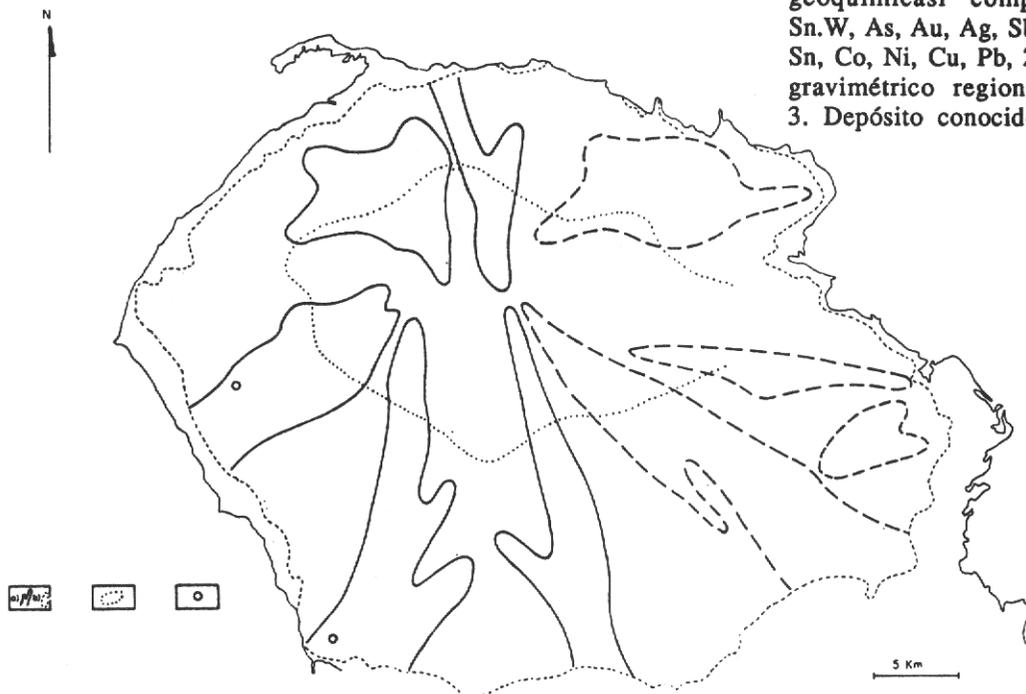
modelo planteado. Para ésto hagamos referencia a las correspondientes distribuciones de estas anomalías.

El mapa de anomalías geoquímicas compoehjas oxógenas (Fig. 6), confeccionado por Riftin y otros (1988) en base a la generalización de los levantamientos metalométricos realizados en el territorio, destaca una regularidad regional radial que converge en el nudo tectónico del centro del macizo, y una regionalización en la especialización geoquímica por la que se separan dos bloques, uno occidental (Mo, Sn, W, As, Au, Ag, Sb, Co, Ni Cu, Pb, Zn), y otro oriental (Mo, Sn, Co, Ni, Cu, Pb, Zn). Otro aspecto importante a considerar es la forma de las anomalías, las cuales se ensanchan y/o quedan abiertas próximo a su límite con la costa o con la Ciénaga de Lanier, indicando la posible localización de las respectivas fuentes.

El esquema de anomalías gravimétricas residuales negativas presentado (Fig. 7), se obtuvo por modificación del original de autor (polígono Cuba-URSS Pinar III, 1987) basado en: el contorno de las anomalías $< -0,5$ mgal; la incorporación de las anomalías en la zona costera marina (obtenidas por suavización manual del mapa gravimétrico del territorio de Garapko y otros, 1974) y; la discriminación de las anomalías vinculadas a depresiones de la superficie de la roca fresca. Esta última operación se realizó mediante la comparación con el mapa del relieve residual de la región. elaborado en el trabajo

precedente (Pardo, 1986). Al considerar las posibles fuentes de las anomalías gravimétricas residuales negativas y su naturaleza (una vez excluida la influencia del factor anterior), se establece, en base al conocimiento de las propiedades físicas de las rocas en la región (Pardo, 1986) y de la experiencia personal de trabajo en le territorio del investigador S. Akilbekov (comun. pers., 1987), el vínculo de las anomalías con heterogeneidades superficiales (0-2km) de naturaleza graffítica, granfítica (subvolcánica), y/o metasomática, todas ellas con una desidad efectiva de $-0,10$ a $-0,15$ g/cm³. La naturaleza graffítica, a juzgar por su amplio desarrollo en los sectores mineralizados conocidos, puede tener también una contribución metasomática. También del análisis de esta figura se evidencia la regularidad radial en la distribución de las anomalías en torno al límite del mínimo gravimétrico regional donde éstas convergen. El aspecto más importante de la regularidad observada radica, como en el caso de la figura anterior, en la continuidad de las zona anómalas hacia el mar y la Ciénaga de Lanier, donde estas se ensanchan y/o se presentan como anomalías isométricas de mayores proporciones (10-20 km²). En esta figura se trazó, además, la línea que une los epicentros de estas anomalías, la cual pudiera coincidir con un sistema anular de

Fig. 6. Mapa de anomalías geoquímicas complejas exognas del macizo Isla de la Juventud (Riftin y otros, 1988). i. Anomalías geoquímicas complejas exogenas: a) Mo, Sn, W, As, Au, Ag, Sb, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, b) No, Sn, Co, Ni, Cu, Pb, Zn; 2. Contorno del minimo gravimétrico regional (isolínea de 16 mgal); 3. Depósito conocidos



fracturas profundas, originado, presumiblemente, durante el desarrollo del domo. Quizás no sea casual la virtual coincidencia de este límite con el actual contorno (fracturado) del macizo, establecido por los trabajos de levantamiento geológico de la plataforma marina de este territorio, en escala 1:100 000 (Hernandez y otros, 1988). A modo de síntesis de los resultados anteriores (Fig. 6 y 7) se puede inferir que:

- los focos principales del magmatismo ácido con los que, presumiblemente, se vincula la mineralización metálica endógena en el macizo, constituye, al parecer, pequeños plutones (50-100 km²) emplazados en la intersección del sistema radial de grietas del domo con el sistema anular de fracturas profundas que lo delimita, y;

- la naturaleza de la heterogeneidad local de la densidad, de grandes proporciones, localizada en la región nuclear del domo, al parecer, es granítica pero esteril, a juzgar por la ausencia de ocurrencias - minerales y de anomalías geoquímicas en esta área. La característica morfológica del mínimo gravimétrico regional y su posición con respecto a la estructura geológica del macizo (Fig. 2), sugieren el posible emplazamiento del referico cuerpo granítico, a través de la falla profunda que separa los dos principales megabloques plegados en la parte central del macizo. Su forma, a juzgar por los resultados del modelaje volumétrico en el perfil de estudio (Fig. 8), simular la de una intrusión de tipo facoltico.

Para la solución de la tarea inversa de la gravimetría se utilizó el algoritmo de Sousin y Gross (1985). Dado el propósito orientativo de esta interpretación, no se intentó mejorar el ajuste de la curva calculada con la observada. También en esta figura se observan, próximo a los extremos del perfil, dos pequeños cuerpos cercanos a la superficie, interpretados como posibles apófisis subvolcánicas.

Intentemos, finalmente, explicar el proceso de evolución estructural del domo, con el cual, presumiblemente, se vinculó el desarrollo del magmatismo ácido en la región. Para esto refiramonos a los resultados del trabajo de Hafner (1951) sobre el modelaje matemático de las deformaciones tectónicas, representados parcialmente en la Fig. 9. (modificada del original). En esta se presenta, en el caso I, el posible evento inicial de la formación del domo. Este considera la presencia de un campo de esfuerzos tangenciales, de carácter sinusoidal, con longitud de onda L_1 , aplicado en la base de un bloque que representa, aproximadamente, las condiciones de espesor de la corteza y extensión de la región afectada al inicio del proceso de distensión localizada. En esta etapa no existen aún fuerzas verticales ($A = 0$), y la

Fig. 7. Distribución de las anomalías gravimétricas residuales negativas en el macizo Isla de la Juventud. 1. Línea que une los epicentros de la anomalías periféricas; 2. Anomalías residuales negativas; 3. Contorno del mínimo gravimétrico regional (isolínea de 16 mgal); 4. Depósitos conocidos.

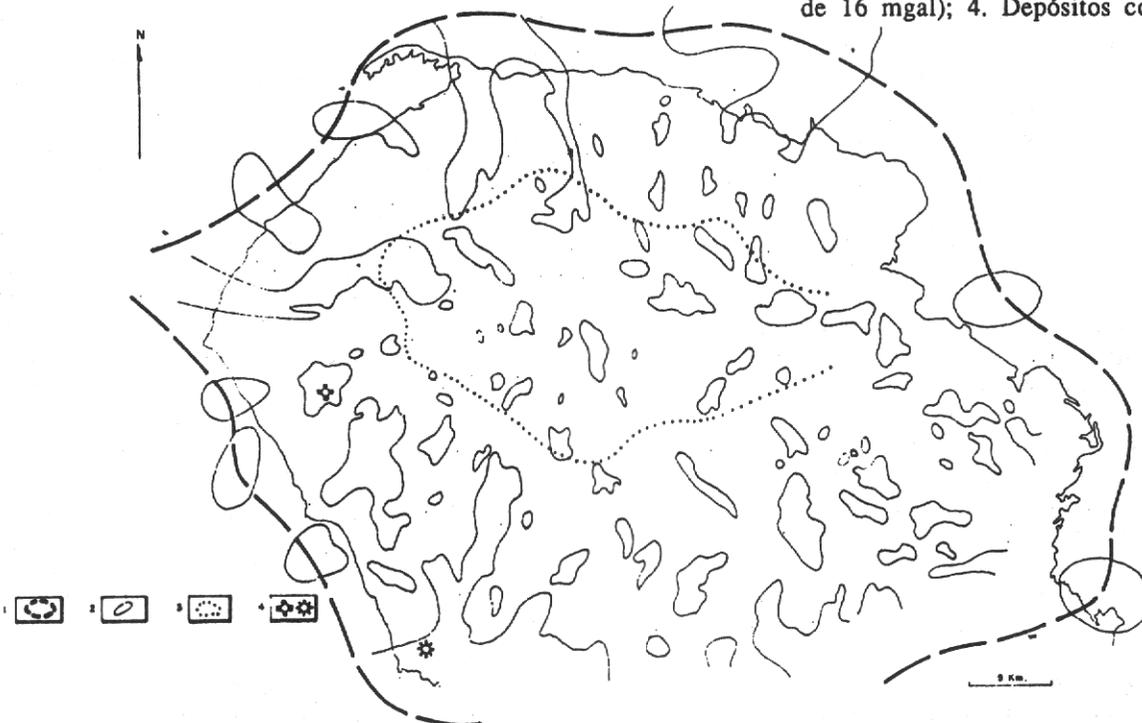
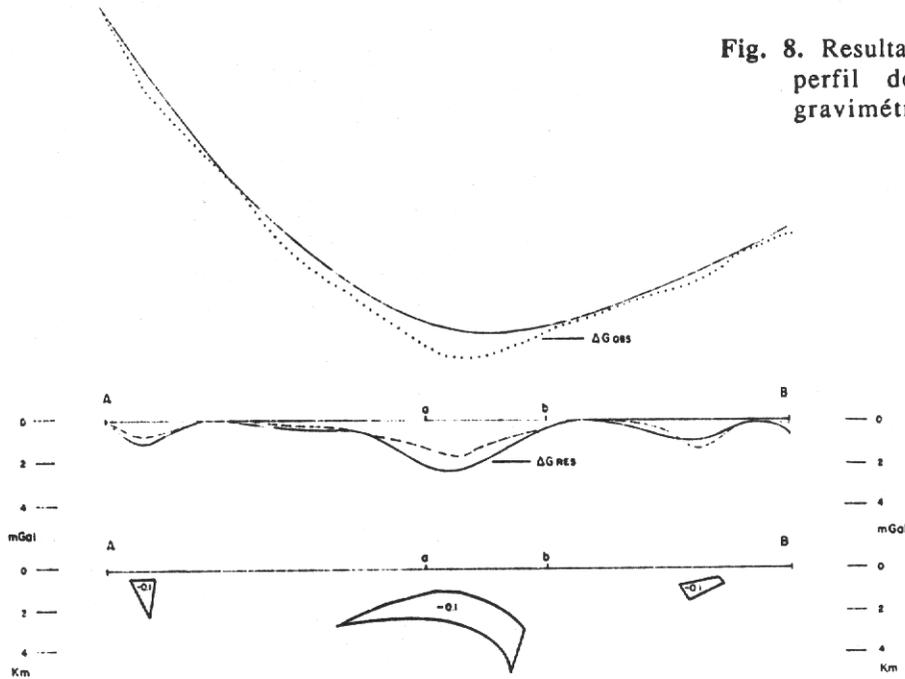


Fig. 8. Resultados del modelaje volumétrico en el perfil de estudio en base a los datos gravimétricos.



magnitud del esfuerzo tangencial (σ_{xy}) aumenta desde el centro hacia ambos extremos del bloque. La componente horizontal del edsfuerzo (σ_x) resultante de tal sistema según Hafner (1951), varía con la profundidad, tanto en signo como en magnitud, desde valores máximos de esfuerzos compresivos en la superficie, hasta valores máximos de esfuerzos distensivos en la base. Un rasgo peculiar e importante de un sistema de esfuerzos de este tipo, de acuerdo con el referico autor, es que el mismo produce los niveles de fallamiento separados por una zona de estabilidad intermedia. Correspondientemente a las variaciones de σ_x señaladas, ocurre un nivel de fallamiento normal en la base del bloque (que se interpreta como causa de la desdensificación estructural), y una delgada zona de sobrecorrimientos en su parte superior. Se presume, que conjuntamente con la desdensificación estructural de la base del bloque, haya tenido lugar su desdensificación material (granitización metamorfogénica) en condiciones de un alto gradiente de temperatura. Esto coincidiría con el supuesto emplazamiento del focolito granítico en la región nuclear del domo, el cual requiere de condiciones muy parecidas a las desoritas para esta etapa.

El subsiguiente evento, representado en la Fig. 9 por el Caso II, considera el inicio de la acción de fuerzas verticales. En esta etapa el proceso de distensión se hace más local y el sistema de esfuerzos se transforma. Este se compone ahora por una presión vertical de carácter sinusoidal con

longitud de onda $L_2 = L_1/2$ y una presión tangencial de iguales características; ambas aplicadas en la base del bloque. La componente vertical del esfuerzo (σ_y) decrece gradualmente desde un valor máximo en el centro, hasta cero en ambos extremos del bloque. La componente tangencial (σ_{xy}) tiene igual comportamiento que en el caso anterior. Estos dos esfuerzos primarios, según Hafner (1951), dan lugar a una componente horizontal (σ_x) distensiva, aproximadamente constante con la profundidad. En opinión de este autor, durante el desarrollo gradual de un sistema de esfuerzos de este tipo se establece un régimen de inestabilidad con un fallamiento resultante, que se inicia en un nivel superficial extenso, pero relativamente delgado. Con la continua intensificación de los esfuerzos primarios, esta zona se expande con la profundidad y, en un menor grado, lateralmente. Al alcanzar su valor máximo (3000 kg/cm³ en este ejemplo) esta zona se extiende hasta abarcar completamente la base del bloque en sus partes extremas, pero sin cubrir la región central profunda la cual se mantiene estable. En la parte central y superior del bloque ocurren fallas normales de dos conjuntos con buzamientos característicos. Alejado del centro, el buzamiento de las fallas de uno de estos conjuntos aumenta gradualmente hasta vertical, e incluso, se invierte ligeramente próximo al extremo del bloque, lo que da lugar, en regiones erodadas, a que sean interpretadas como fallas inversas. Es preciso destacar que solamente estas fallas cercanas a los límites del bloque logran alcanzar su base, por lo que se supone, constituyeron los

únicos posibles canales de ascenso a la superficie de los fundidos anatéticos, formados, presumiblemente, durante el evento anterior. Estas fallas con buzamiento abrupto, vertical e, incluso, ligeramente invertico, se observan frecuentemente, según Hafner (1951), en regiones con tectónica diapírica o sujetas a un levantamiento vertical diferencial. El conjunto complementario de fallas normales, de acuerdo con este autor, disminuye progresivamente su buzamiento desde valores de 60° en el centro del bloque, hasta valores de 15° en sus partes profundas más alejadas; este conjunto tiene una rara ocurrencia.

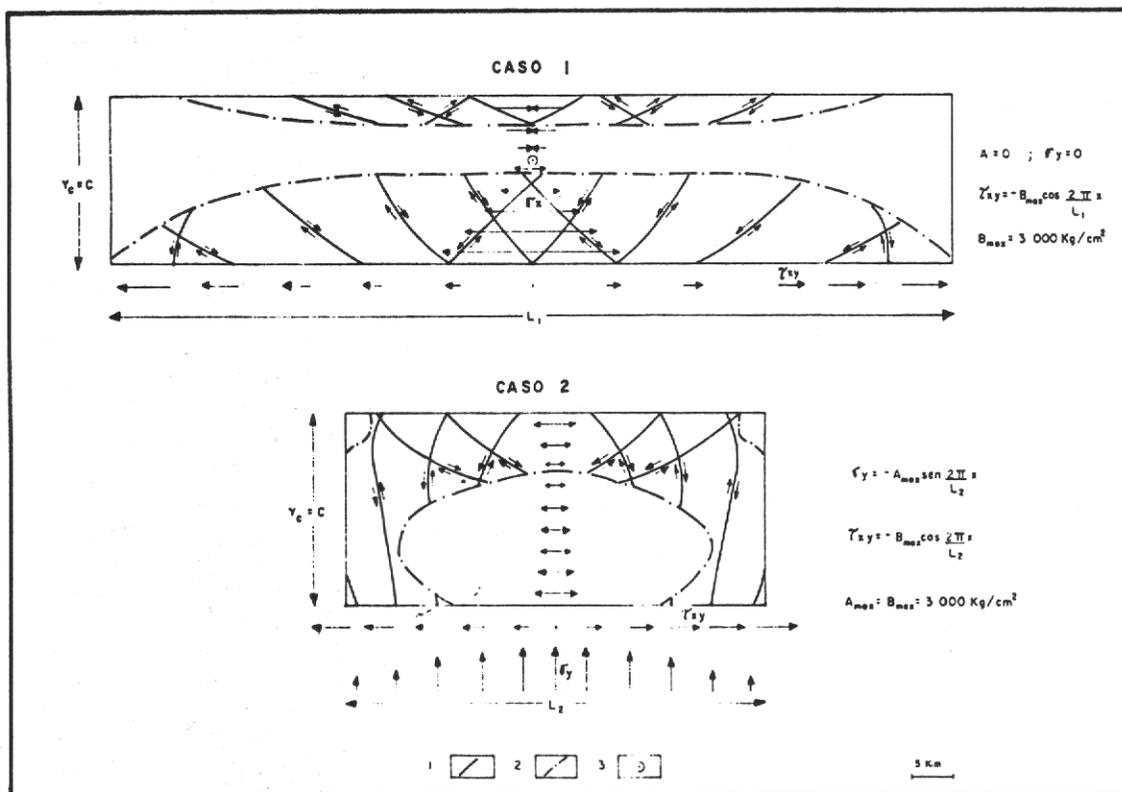
CAPACIDAD PREDICTIVA DEL MODELO MENIFER-ESTRUCTURO-METALOGENICO

Al abordar este problema, el cual se vincula estrictamente con la de la región, es preciso considerar los siguientes aspectos básicos:

- rasgos particulares del desarrollo de la tectónica diapírica en la región,
- herencia metalogénica,
- estructuras plegadas preexistentes,
- propiedades físico-químicas del medio encajante,
- profundidad y amplitud vertical de la deposición menífera.

El desarrollo de la tectónica diapírica en la región condicionó, al parecer, la formación de un domo con elipticidad poco pronunciada, ligeramente asimétrico (buzamiento suave al sur), con una amplia región nuclear (bien definida por el contorno del mínimo gravimétrico regional fijado por la isólinea de 16 mgal) en cuyos límites converge un sistema radial de zonas de agrietamiento, con un mayor desarrollo en su flanco meridional. En la intersección de este sistema radial de grietas con la zona periférica anular de fracturas profundas, la cual sirvió, presumiblemente, de canal para el ascenso de los fundidos magmáticos, se crearon, al parecer, las condiciones favorables para el emplazamiento de

Fig. 9. Ejemplos de los resultados del modelaje matemático de las deformaciones tectónicas para los casos de un sistema de esfuerzos tangenciales y verticales variables actuando en la base de un bloque (Hafner, 1951; laminas 1Ab y 1Bb). 1. Posición de las superficies de fracturas potenciales, $\sigma = 30\sigma$; 2. Límite de las áreas de estabilidad para valores de B_{max} 3000 kg/cm^2 ; 3. Punto singular de cero esfuerzo cizallante.



pequeños plutones hipoabisales, cuyos apófisis subvolcánicos constituyeron los principales focos de la mineralización. Dentro del sistema radial de grietas tuvo lugar, al parecer, la telescopización de las intrusiones fisurales y de la mineralización, cuya magnitud, a juzgar por los datos geológico-geoquímico-geofísicos (Pardo, 1986), alcanza como promedio, una distancia de 15 km por la horizontal a partir de los supuestos focos subvolcánicos. La mayor favorabilidad para la ocurrencia de la mineralización debió tener lugar, por consiguiente, en el flanco meridional de la estructural dómica (donde están más desarrolladas estas zonas de agrietamiento) dentro de una "franja crítica" de aproximadamente 15km a partir de la línea que define la posición de la supuesta zona periférica anular de fracturas profundas. Resultan particularmente favorables aquellas zonas de agrietamiento reveladas por el complejo de datos geológico-geoquímico-geofísico-geomorfológicos.

Al considerar el proceso de transporte y deposición de los minerales metálicos desde su fuente granítica, se asume un modelo de diferenciación por cristalización fraccionada (Stemprok, 1982). Este supone la diferenciación del fundido magmático mediante la eliminación de cristales del sistema. La mezcla residual, como regla, rica en silicatos alcalinos (especialmente potasio) se concentra junto con grandes cantidades de metales (Mo, Sn, W, Au y otros) en el centro del granito solidificante y es expulsada hacia el techo de la masa rocosa. Junto con los metales se concentran, en esas mezclas residuales, el uranio y el torio. De ahí que el enriquecimiento de la roca huésped en estos elementos, y en particular en uranio, sirva de índice, junto con el potasio, para el reconocimiento de las fuentes mencionadas. Este enriquecimiento en uranio tiene lugar, con preferencia (Yeates y otros, 1982) para los depósitos de F, Mo, Sn, W, y otros metales raros.

Para explicar el origen de los metales, se acepta el mecanismo de herencia propuesto por Routhier (1973), el cual considera que el basamento reelaborado durante el proceso de granitización contiene depósitos de los mismos metales. Así, los plutones graníticos formados condujeron a concentraciones minerales, al parecer, solo donde éstos sobreyacían a las zonas mineralizadas preexistentes; fuera de estos lugares son, presumiblemente, estériles. De este modo se explican las diferencias en la escala de la mineralización de distintos sectores (incluyendo la región nuclear del domo), y la regionalización geoquímica del territorio, la cual, presumiblemente, reproduce la zonalidad geoquímica (y metalogénica) del basamento.

Las estructuras plegadas preexistentes (de diferente órdenes) sirvieron, presumiblemente, de trampas estructurales para la deposición menífera. En correspondencia con una regularidad mundial (Rundkvist, 1971; Groves et al., 1987), la mayor favorabilidad debió corresponder a los bloques hórsticos, en particular, por su amplitud, a la Antiforma Río Los Indios (Millán, 1981); y dentro de éstos a los cierres, flancos, y/o flexiones bruscas de las capas en las antiformas y, en menor grado, sinformas, de orden menor.

La deposición menífera, también en correspondencia con una regularidad mundial (Runskvist, 1971; Volfson y Yakovlev, 1982; Groves et al., 1987) debió estar condicionada, presumiblemente, por los siguientes factores: un ambiente reductor dentro de rocas con un grado metamórfico nunca mayor que el límite entre las facies esquistos verdes y anfíbolítica; una brusca variación en el pH de las soluciones metalíferas, y; la presencia de rocas impermeables que pudieran actuar como sello de las mismas. De acuerdo con esto, y en ese mismo orden, la mayor favorabilidad debió tener lugar para: la potente secuencia carbonosa Victoria (Fm. Canada) con abundante contenido de piritita singenética, y la secuencia volcánica andesito-basáltica (Fm. volcánica-sedimentaria Sabana Grande) dada la presencia de silicatos ferruginosos y piritita singenética; el paso de las soluciones metalíferas de secuencias metaterrígenas a metacarbonáticas, o de alguna de éstas a secuencias volcánicas y; la presencia, dentro de las secuencias anteriores, de paquetes de esquistos cuarcíferos metapsamíticos, de mármoles, y, de sedimentos tobáceos (dentro de la formación volcánica-sedimentaria) como posibles sellos. Al analizar de conjunto los aspectos antes señalados, se deriva que los límites litológico-estratigráficos más favorables para deposición menífera fueron, probablemente, el contacto entre la parte inferior de la Fm. Cañada y sus partes media y superior; el contacto entre las formaciones Cañada y Agua Santa; el contacto vulcanitas-metamorfitas y, finalmente; el contacto entre paquetes andesito-basálticos y paquetes tobáceos dentro de la formación volcánica-sedimentaria.

En correspondencia con una regularidad mundial (Smirnov, 1980; Kitaev, 1982; Volfson y Yakovlev, 1982) y en base al análisis de la reconocida zonalidad vertical del sistema de formación menífera de metales preciosos y raros en esta región, se establecen, al menos dos zonas de deposición menífera (Pardo, 1986): una subvolcánica suprayacente (0,5 - 1,2 km) y otra subvolcánica infrayacente (1,0 - 2,0 km). Estas resumen las particularidades individuales morfoestructurales y mineralógico-geoquímicas de

la mineralización en los depósitos conocidos, Delita y Lola, respectivamente. Tal planteamiento se ve confirmado por los resultados de investigaciones recientes, sobre la composición sustancial de las monas, la isotópica de azufre y oxígeno, así como de las inclusiones gaseoso-líquidas, realizadas a las menas del yacimiento aurífero Delita (Kramer, 1988). De acuerdo con estas investigaciones, la deposición menífera tuvo lugar: a profundidades medias; bajo condiciones de presión y temperatura oscilando, respectivamente, entre 210 - 400 °C y, 0,9 - 1,5 kb; a partir de soluciones con gran cantidad de ácido carbónico y metano y, principalmente, como resultado de un mecanismo de efervecencia. De acuerdo con las dos zonas reconocidas, a amplitud vertical de la deposición menífera en la región se establece entre 0,7 y 1,5 km. El nivel del corte erosionado, estimado para los depósitos de Delita y Lela (Pardo, 1986) oscila, respectivamente, entre 0,7 y 1,2 km, de lo que se infiere que el actual corte de erosión alcanza las anomalías geoquímicas y mineralógicas, haciendo detectable la mineralización oculta por los métodos de investigación de superficie, preferentemente, en zonas algo más alejadas de la costa y de la Ciénaga de Lanier. Finalmente, la profundidad de los focos magmáticos se estima (Pardo, 1986), para los apófisis subvolcánicos, entre 1,5, y 2,5 km, y para su fuente hipoabisal, entre 2,5 y 4,5 km; en ambos casos con respecto a la superficie original. Aunque no se ha podido establecer en base a los datos disponibles (Garapko y otros, 1974; Riftin y otros, 1988) la zonalidad geoquímica-mineralógica regional (en el plano local fue establecida por el autor en el trabajo precedente) que delimita las zonas críticas para a ocurrencia de la mineralización metálica de distintos tipos, por ejemplo, de Mo-W y Au-Ag-Sb; éstas pueden determinarse, orientativamente, en base al modelo propuesto, tomando en consideración los estimados anteriores.

CONCLUSIONES

El modelo menífero-estructuro-metalogénico propuesto para el macizo Isla de la Juventud, ofrece una alternativa teórica a la explicación de los rasgos principales del desarrollo tectono-magmático tardío de esta región y su metalogenia asociada. Su capacidad predictiva no se restringe a la delimitación de los sectores más favorable para la ocurrencia de la mineralización, sino que también proporciona un método para el reconocimiento y estudio de otras regiones con una evolución geológica tardía semejante. No obstante, su definitivo valor se establecerá a partir de una confrontación más precisa con la realidad geológica de este territorio.

REFERENCIAS

- Ananin, V., 1976, M. Gajardo, M. Pardo, y otros, Informe sobre los trabajos de búsqueda-exploración en escala 1:10000-1:2000 en el yacimiento aurífero Delita, Isla de Pinos (inedito). Centro Nacional del Fondo Geológico, La Habana.
- Bondarenko, V.N., R.I. Kogan, y otros, 1985, Métodos estadísticos durante las búsquedas geoquímicas de los yacimientos minerales, Oriente, Santiago de Cuba, 183 p.
- Buguel'sky, Y., O. Vazquez, y otros, 1985, Yacimientos minerales metálicos de Cuba (en ruso), Nauka, Moscú, 246 p.
- Expedición Cuba-URSS Pinar III, 1987, Mapa (preliminar) de anomalías gravimétricas residuales (R=3Km) del macizo Isla de la Juventud en escala 1:50 000 (inedito), Establecimiento de Geología Isa de la Juventud, La Demajagua.
- Garapko, I., O. Buliga, y otros, 1974, La composición geológica y los minerales útiles de Isla de Pinos; informe del levantamiento en escala 1:100 000 (inedito), Centro Nacional del Fondo Geológico, La Habana.
- Groves, D.I., N. Phillips, et al., 1987, Graton scale distribution of Archean greenstone gold deposits; predictive capacity of the metamorphic model, *Econ. Geol.*, v.82, 2045-2058.
- Hafner, W., 1951, Stress distributions and faulting, *Bull. of the Geol. Soc. of America*, v.62, 373-398.
- Hernandez, C., M. Cabrera, y otros, 1988, Informe sobre los trabajos geológicos regionales para minerales sólidos en la plataforma marina suroccidental de la República de Cuba, GEOMAR IV (inedito), Centro Nacional del Fondo Geológico, La Habana.
- Kitaev, N.A., 1982, Sobre las zonas de mineralización aurífera en Transbaikalia Oriental (en ruso), *Geología y Geofísica*, v.2, 53-60.
- Kramer, J.L., 1988, Composición sustancial y asociaciones minerales de los yacimientos auríferos cubanos (en ruso), tesis presentada en opción al grado de CSc (inedito), Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.
- Liubi, L.I., T.V. Martinova, y otros, 1984,

Resultados del levantamiento aerogeofísico complejo en escala 1:25 000 en la Isla de la Juventud (en ruso) (inédito), Centro Nacional del Fondo Geológico, La Habana.

Millán, G., 1975, El complejo cristalino mesozoico de Isla de Pinos; su metamorfismo, Serie Geológica ACC, no.23, 16p.

Millán, G., 1981, Geología del macizo metamórfico Isla de la Juventud, Ciencias de la Tierra y el Espacio. v.3, 3-22.

Pardo, M., 1986, La constitución geológica y la metalogenia endógena del macizo Isla de la Juventud, tesis presentada en opción al grado de CSc (inédito), Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.

Riftin, V., G. Correa, y otros, 1988, Mapa de anomalías geoquímicas de la República de Cuba en escala 1:500 000 (inédito), Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.

Routhier, P., 1973, Some major concepts of metallogeny, Miner. Deposita, v.8, 237-258.

Rundkvist, D.V., et al., 1971, Depositos de greisen; ontología y filogenia (en ruso), Nedra, Moscú, 349 p.

Smirnov, V.I., 1980, Geología de los yacimientos minerales, MIR, Moscú, 654 p..

Stemprok, M., 1982, Yacimientos minerales asociados a los granitos, Boletín del PICG: La naturaleza y sus recursos, v.18 (3), 29-34.

Susin, O.A., y S.S. Gross, 1985, Algoritmo y programa para la solución de la tarea inversa (tridimensional) de la gravimetría (en ruso) (inédito), VINITI, Tadzhuistán.

Volfson, F.I., y P.D. Yakovlev, 1982, Estructuras de los campos y yacimientos metalíferos, MIR, Moscú, 332 p.

Yeates, A.N., et al., 1982, Application of gamma-ray spectrometry to prospecting for tin and tungsten granites, particularly within the Lachlan fold belt, New South Wales, Econ. Geol., v.77, p. 1725-1738.